

Kontaktmetamorphe Erscheinungen im westlichen Teil des Aarmassivs (Gasterenmassiv)

Autor(en): **Truninger, E.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **11 (1910-1912)**

Heft 4

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-157089>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Kontaktmetamorphe Erscheinungen im westlichen Teil des Aarmassivs (Gasterenmassiv).

Von E. TRUNINGER, Bern. \checkmark

Dem Nordrand des Aarmassivs entlang zieht sich ein schmales, intermittierendes Band *kontaktmetamorpher Sedimentschollen*. Vom Zäsenberg ins Urbachtal zur « Aeusseren Urweid » und bis gegen Schaftelen, Wendenalp und Sustenpass finden wir allenthalben seine Spuren in Form meist schmaler, langgestreckter Linsen und Lager in den Eruptivgneis eingebettet. Einige dieser Kalkeinlagerungen (Aeussere Urweid, Hof bei Innertkirchen, Schaftelen, Lauterersee, Dossenhorn) erwähnt BALTZER in seinem Werke: *Der mechanische Kontakt von Kalk und Gneis im Berner Oberlande, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lfg. XX. Bern 1880*. BALTZER ist der Ansicht, dass die vom Gneis umhüllten Kalkschollen nichts anderes als abgequetschte Teile der von ihm näher untersuchten Malmkeile darstellen. Das von BALTZER mehrmals betonte Fehlen von zweifellosen Kontaktmineralien liess denn auch eine solche Auffassung als berechtigt erscheinen. Die Marmorisierung ist nach ihm eine rein mechanische Erscheinung. In scheinbarem Gegensatze hiezu erkannte SAUER¹ erstmals die *kontaktmetamorphe Natur* solcher Kalkeinlagerungen (Aeussere Urweid, Kirche bei Innertkirchen), die ihm durch das Auftreten von Kalksilikathornfelsen als bewiesen erscheint. Vom Sustenpass verzeichnete SAUER ferner das Auftreten von Wollastonitfels mit Vesuvian, Pyroxen und Granat. Er ist trotzdem geneigt, wie BALTZER, diese Schollen mit der Einfaltung mesozoischer Sedimente in Verbindung zu bringen, ohne indes aus dieser Annahme weitergehende Schlüsse in bezug auf das Alter des Gneises zu ziehen.

In einer *Vorläufigen Mitteilung über Untersuchungen in*

¹ A. SAUER, *Sitzungsber. d. kgl. preuss. Akad. d. Wissensch.* 3. Juli 1900, S. 740.

der nördlichen Gneiszone wendet E. HUGI¹ diesen Kalkschollen seine besondere Aufmerksamkeit zu. Er konstatiert einige weitere Vorkommnisse am Zäsenberghorn, an der Stieregg, am Gstellhorn und auf Wendenalp. Nach seinen Ausführungen sind sämtliche von ihm näher untersuchten Marmoreinlagerungen im nördlichen Gneis zweifellos Produkte der Kontaktmetamorphose, die allerdings neben reiner Kontaktwirkung noch zum Teil nachträgliche mechanische Beeinflussung erkennen lassen. Ueber die Beziehungen dieser Kalkschollen zu den jurassischen Kalkkeilen spricht sich dieser Autor in dem *Exkursionsbericht der deutschen geologischen Gesellschaft*² 1908, dahin aus, dass es durchaus unberechtigt erscheine, erstere ohne weiteres als abgequetschte Teile der grossen Kalkkeile anzusehen³. Es erklärt eine solche Auffassung auch den scheinbaren Gegensatz in den Beobachtungen von BALTZER und SAUER. Die an und für sich zweifellos richtigen Beobachtungen und Schlussfolgerungen BALTZERS über die Kontaktverhältnisse von Kalk und Gneiss wurden durch die Einbeziehung rein kontaktmetamorpher Marmorlager unsicher gestellt.

Anschliessend an die Arbeiten v. FELLEBERGS⁴ hat der Verfasser dieser Mitteilung die Verhältnisse der Kalkkeile in ihrer westlichen Fortsetzung im Gebiete des *Gasterengranites* einer nähern Prüfung unterzogen und ist zu analogen Resultaten wie BALTZER gelangt. *Die Umwandlung der Kalkkeile ist stets eine rein mechanische* (Druckschieferung, Marmorisierung, Ausquetschung) und wird charakterisiert durch den völligen Mangel jeglicher Spuren eruptiven Kontaktes.

Umgekehrt hat die Auffindung neuer Kalkschollen im Gebiete des *Gasterengranites*, in der westlichen Fortsetzung des

¹ E. HUGI, *Eclogæ geol. helv.* IX, Nr. 4. 1907.

² *Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellsch.* Bd. 60, Heft 2, S. 154–156. 1908.

³ Vergl. Anm. l. c. S. 156.

Wenn hier C. SCHMIDT seinem Opponenten E. HUGI vorwirft, er scheine die jurassischen, nicht oder nur mechanisch umkristallisierten Kalkkeile mit den kontaktmetamorph veränderten Kalkschollen zu identifizieren, so dürfte dies kaum seine Richtigkeit haben. Vielmehr begeht SCHMIDT selbst diesen Irrtum, wenn er an dieser Stelle von der Umwandlung der mechanisch in das prämesozoische Grundgebirge eingeklemmten Apophysen von Malmkeilen in granat-diopsid- und vesuvianführenden Marmor spricht. Es darf als Charakteristikum gelten, dass die mechanisch eingeklemmten und teilweise marmorisierten Malmkeile, wie BALTZER richtig hervorhebt, stets frei von Kontaktmineralien sind.

⁴ EDM. v. FELLEBERG u. C. SCHMIDT, *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz.* Lfg. XXI. 1880.

Streichens der bereits bekannten Vorkommnisse im nördlichen Gneis zu einem sichern Entscheide über die Bildung dieser metamorphen Sedimente durch Eruptivkontakt geführt. Es dürfte damit zugleich der von BALTZER¹ seit längerer Zeit vermutete *genetische Zusammenhang von nördlichem Gneis (Innertkirchener Granit) und Gasterengranit* sich als richtig erweisen.

Bisher waren aus dem Gebiete des Gasterengranites keine Kontakterscheinungen bekannt geworden. TURNAU² glaubte diese Tatsache mit dem Hinweis auf die geringe Umwandlungsfähigkeit des Verrucanokonglomerates, das sich dem Granit direkt auflagert, erklären zu können und mit der Annahme, dass die aplitischen Nachschübe in ein bereits im Erkalten begriffenes Magma stattgefunden hätten. Eingehendere petrographische Untersuchungen des Verfassers³ haben jedoch die *Nichtexistenz eines permischen Sedimentes über dem Gasterengranit* mit aller Sicherheit erwiesen. Soweit heute noch Sedimentschichten dem Gasterengranit aufruhem, sind diese durch die tertiären Gebirgsbewegungen in ihre jetzige Lage geraten. Die primäre Sedimenthülle ist bis auf einen ganz geringen Rest, den wir später noch zu erwähnen haben (s. u. Kontaktsandsteine) abgetragen worden.

Bereits im Herbst 1906 waren mir Schollen biotitreicher *Injektionsgneise* im Granit aus der Gegend nördlich der *Kummenalp* (Lötschental) bekannt geworden, die als in das Magma eingebrochene Stücke der einstigen Schieferhülle gedeutet werden müssen. Wichtiger war die im Spätherbst 1907 erfolgte Auffindung einer eigentlichen *Kontaktzone* im Hintergrund des Gasterentales, unmittelbar beim *Kanderfirnabsturz*. Das betreffende Gebiet ist auf eine Länge von über 500 M. und auf eine Breite von zirka 400 M. vollständig übersichtlich aufgeschlossen. Die vom Gletscher glattgescheuerten Felsen sind nur an wenigen Stellen von Schutt bedeckt und zeigen daneben in einer seltenen Mannigfaltigkeit die Phänomene der Kontaktmetamorphose. Im Osten und Norden wird die Kontaktzone von den überlagernden Sedimenten der Doldenhorn-Blümlisalpedecke abgeschlossen; im Westen taucht sie unter Glacial- und Gehängeschutt, während im Süden

¹ A. BALTZER, *Livret guide*, 1894, S. 162.

² V. TURNAU, Beiträge zur Geologie der Berneralpen. *Mitteil. d. naturf. Gesellsch. in Bern*, 1906.

³ E. TRUNINGER, Geolog.-petrogr. Studien im Gasterenmassiv. *Mitteil. d. naturf. Gesellsch. in Bern*, 1911.

eine weithin sichtbare *Verwerfung* eine scharfe Grenze gegenüber dem anschliessenden Massiv bezeichnet.

Das Tiefengestein zeigt in diesem Gebiete keinen einheitlichen Charakter und neigt überall zur Differentiation. Wo vornehmlich Kalk- und Schiefereinschlüsse auftreten, entspricht sein Habitus einem hornblendearmen *Granodiorit*. Die Grundfarbe ist zuckerweiss, bedingt durch die Farbe der Feldspäte und des Quarzes. Vorwiegend ist Plagioklas (Oligoklas-Andesin), der selbst in den scheinbar frischesten Partien unter dem Mikroskop stets serizitisiert erscheint. Orthoklas findet sich bedeutend seltener. Der reichlich vorhandene, kristallographisch gut begrenzte Biotit tritt mit seiner pechschwarzen Farbe scharf aus dem Gestein heraus. Wo dieser Glimmer unter dem Einfluss der Atmosphärien verwittert, bleicht er aus, wird bronzefarben, wandelt sich aber nie in Chlorit um. Chloritisierter Biotit ist ebenfalls zugegen; seine Verbreitung zeigt aber eine deutliche Abgrenzung gegenüber den nicht chloritisierten Partien. Ein Teil des Chlorites entstammt dem Schiefermaterial und dürfte als solcher bereits vor der Intrusion sich gebildet haben. Der Chloritisierungsprozess kann nicht, wie das oft geschieht, als ein oberflächlich sich vollziehender Umwandlungsvorgang angesehen werden, der sich ausschliesslich nur unter der Einwirkung der Atmosphärien vollzieht (*säkuläre Verwitterung*)¹.

Als akzessorischer Gemengteil ist die gemeine braune Hornblende zugegen, deren Vorkommen indes nicht gerade als häufig zu bezeichnen ist und eigentlich mehr sporadisch in diesem Gestein auftritt.

Als Charakteristikum dieser Zone können die vielen *Aplit- und Pegmatitgänge* gelten, die in ihrer Hauptmasse ungefähr parallel den Sedimenteinschlüssen verlaufen und auch kleinere Apophysen in diese hinein entsenden. Es ist diese örtliche Häufung von Pegmatitgängen umso auffallender, als ich sonst im ganzen Gasterenmassiv diese Intrusivgänge nirgends anstehend gefunden habe. Die bis 5 M. mächtigen (Aplit-) Pegmatitgänge enthalten nicht selten bis faustgrosse

¹ F. CORNU schreibt: « Von der eigentlichen Verwitterung scharf zu scheiden ist die sogen. *säkuläre Verwitterung*, welche stattfindet, indem die die Oberflächenverwitterung bewirkenden Agenten in der Tiefe unter konstanten Verhältnissen (konstante Temperatur und konstanter Druck) tätig sind und alsdann auch Kristalloidbildung bewirken. » Aus: Die heutige Verwitterungslehre im Lichte der Kolloidchemie. *Zeitschr. f. Chemie u. Industrie d. Kolloide*. 4. 291-295. Mai.

Feldspäte mit makroskopisch sichtbarer pegmatischer Durchwachsung. Ausser Quarz und Feldspat ist den Pegmatiten ein grösserer oder kleinerer Gehalt an *Turmalin* («Turmalinsonnen») und *Pinit* eigen. Pinit erscheint als Pseudomorphose nach *Kordierit*. Lokal tritt ein *hellbronzefarbener Biotit* auf, der als eigenartig langstenglig ausgebildete Kristalleiten die übrigen Gemengteile regellos durchschneidet. Die Gegenwart von *Pyroxen* gibt bereits die substantielle Beeinflussung durch das Nebengestein zu erkennen. *Topas* konnte in vereinzelt, hellgelben Körnern nachgewiesen werden.

Basische Ausscheidungen («Schlierenknödel»), die als konkretionäre Anhäufungen der erstausgeschiedenen Kristallisationsprodukte zu betrachten sind, treten nur in Form wenig scharfumgrenzter dunkelbrauner Biotitanhäufungen auf. Ihrerseits umschliessen diese wiederum sphärolithenartige bis haselnussgrosse Feldspatkonkretionen. Die Ausscheidungsfolge ist in solchen Parteien, entsprechend ihrem basischen Charakter, stark verwischt; teilweise scheint die Bildung des Glimmers während der Auskristallisation der Feldspäte noch längere Zeit angedauert zu haben.

Gegen die Peripherie des Massivs hin, mit dem Uebergang von der *Assimilationszone* in die *Injektionszone* verfärbt sich das Tiefengestein; es wird dunkler und seine Grundfarbe spielt mehr ins Graugrüne hinüber. Schuld an diesem Farbenwechsel ist der stark vorherrschende grüne (saussuritierte?) Plagioklas und der gänzlich chloritisierte Magnesiaglimmer. Häufig bemerkt man in diesem Gestein Anklänge an *porphyrische Struktur*. Der stärker basische Charakter weist diese Gesteine bereits der *dioritischen* Familie zu (*Quarzglimmerdiorit*, *Glimmerdiorit*). Die Spaltungsgesteine sind in diesen peripherischen Parteien der Injektionszone weit seltener und werden zudem durch eine gleichfalls etwas dunklere Färbung (Epidotführung) dem Auge weniger leicht sichtbar. Ausgesprochen *basische Gänge* konnte ich bis heute weder in der Assimilationszone noch in der Injektionszone feststellen. Es mag dieser Umstand angesichts der ausgesprochenen Inhomogenität des Magmas auffallen.

Biotitschiefereinschlüsse, Injektionsgneise.

Unmittelbar nach dem Ueberschreiten der *Ueberschichtungslinie* von Süden nach Norden erscheinen in Zonen angeordnet oder unregelmässig im Gestein verteilt grössere und

kleinere *Biotitschieferschollen*. Ihre Formen sind mitunter scharf begrenzt oder dann verschwommen und in Auflösung begriffen. Zahllose grössere und kleinere Aplitgänge durchqueren, vorwiegend der Schieferung parallel verlaufend, diese Einschlüsse. In den zentralen Partien der Schiefereinlagerungen, in denen die aplitische Injizierung fast ganz zurücktritt, führte die Metamorphose zur Ausbildung feinkristalliner, oft nahezu dichter *Biotithornfelse*. Stellenweise erscheint neben den Hauptgemengteilen Biotit, Feldspat und Quarz noch *Pinit* als akzessorischer Gemengteil in dunkelgrünen Putzen. Zweifellos ist auch in diesem Falle der Pinit aus Kordierit hervorgegangen. Daneben hat diese Pseudomorphose zur Bildung kleiner *Granatkörner* geführt.

Kontaktmetamorphe Karbonatgesteine (Marmore).

Die petrographisch interessanteste Partie bilden grau anwitternde *Kalkbänder*, die in unmittelbarer Nachbarschaft der Schiefereinschlüsse dem Granodiorit eingelagert sind. Die einzelnen Bänder werden kaum über ein Meter mächtig und teilen sich öfters in hintereinander gereihte grössere und kleinere Linsen. Ihre Gesamtlänge beträgt gegen 120 M.

Der Kalk ist in einen bleigrauen, grünlichen oder rötlichen *Marmor* umgewandelt, der umso grobkörniger entwickelt erscheint, je reiner das ursprüngliche Material und je stärker der Einfluss der metamorphisierenden Agentien war.

Als erstes Umwandlungsstadium hat die *Ausscheidung des färbenden Pigmentes*, des Bitumens zu gelten, das durch eine Art Destillationsprozess sich in Form rundlicher *Graphitblättchen* im Gestein niederschlägt. Mit Graphit häufig vergesellschaftet, tritt *Magnetkies* in opaken, bronzebraunen, formlosen Körnern auf. An nächster Stelle unter den Neubildungen erscheinen hellgelbbraune, ebenfalls gerundete *Phlogopitschüppchen*. Die tonigen und kieseligen Verunreinigungen des Kalkes treten zu kleinen und grössern buntgefärbten *Kalksilikatknauern* zusammen, die infolge ihrer schwereren Verwitterbarkeit warzenartig aus der Gesteinsoberfläche heraustreten. Schmale hellere Zonen, den *Kristallisationshöfen* bei Kristallen vergleichbar, umsäumen häufig diese Kalksilikatknollen.

Als verbreitetstes Kontaktmineral finden wir einen hessonitartigen *Granat*, der indes nur selten makroskopisch erkennbare Kristallform aufweist. (Vorwiegend $[110]$, manchmal kombiniert mit $[211]$). Neben unregelmässig geformten

Nestern bildet er oft bis nahezu Cm. breite Adern im Gestein oder haftet als Kluftmineral an den Salbändern von Aplitgängen oder ehemaligen Spaltrissen. Nicht selten sind solche Granatadern eigenartig gewunden, in einem Fall sogar wie aufgewickelt. Es lässt diese Erscheinung auf einen sehr *plastischen Zustand des Kalkes* auch noch nach der Granatbildung schliessen, da im übrigen der Kalk keinerlei mechanische Störungen zeigt. Es stimmt diese Beobachtung auch mit dem vielerorts gewundenen Verlauf der Graphitstreifen überein, die sich allen Unebenheiten der Salbänder und den Umrissen der Einschlüsse anschmiegen.

Dem Granat an Häufigkeit nachstehend, tritt *Vesuvian* in *zwei Modifikationen* auf, als dunkelrotbrauner, langstenglicher *Egeran* und in Form kurzprismatischer, matt olivgrüner Kristalle.

An dritter Stelle folgt grüner *Pyroxen*, der nicht selten in ein und demselben Dünnschliff in *drei verschiedenen Ausbildungen* anzutreffen ist: als *Salit* oder *Malakolith*, als *normaler Diopsid* und als *Diallag*.

Den bereits genannten Mineralien gegenüber stark zurücktretend, beobachtet man ferner kleine Körner von *Apatit* mit winzigen Erzeinschlüssen. Rundliche *Serpentinaggregate* lassen die frühere Existenz von *Humit* oder *Olivin* vermuten. Nur ganz selten ist freier *Quarz* nachweisbar.

Die Kalkeinlagerungen werden am Kontakte mit dem Eruptivgestein von verschiedenfarbig gestreiften *Hornfelsbändern* umsäumt, die ihre Bildung zweifellos einer stofflichen Mischung des eruptiven Magmas mit dem Kalkstein verdanken. Es ist nicht anzunehmen, dass gerade an den Rändern das Kalksediment zur Ausbildung dieser Hornfelse prädisponiert war. Zugleich erscheint es auffallend, dass freier Kalkspat ganz selten in diesen Partien anzutreffen ist; die Kohlensäure ist hier durch die magmatische Kieselsäure ausgetrieben worden. Zu den bereits vorhin erwähnten Mineralneubildungen gesellt sich, vorwiegend durch SiO_2 Zufuhr entstanden, *Wollastonit* in langen, seidenglänzenden Prismen, Hornblende in der strahligblättrigen Ausbildung des *Tremolits* oder in idiomorph ausgebildeten Blättchen eines lichtgrünen *Pargasits*, ferner *Klinozoisit*, kenntlich an den gelben und dunkelblaufleckigen Dispersionsfarben und *Epidot*. Bemerkenswert und ebenfalls für Stoffzufuhr sprechend ist der hohe Gehalt des Gesteins an *Titanit*. Verhältnismässig selten ist *Apatit*. Graphit, Magnetkies und Phlogopit fehlen unter diesen Mineralkombinationen ganz. Ebenso wenig war *Turmalin* aufzufin-

den. *Feldspat* liess sich nirgends mit absoluter Sicherheit nachweisen. Dagegen berechtigt die Anwesenheit von *Saursurit* in Kalksilikatschollen, die in Pegmatit eingeschlossen sind, auf die einstige Gegenwart von Feldspat zu schliessen. Das völlige Fehlen dieses Mineralen in kalkreichen Partien bestätigt die bereits anderwärts gemachte Beobachtung, dass Alkalien und Tonerde erst zuletzt in höherem Grade durch das Magma zugeführt werden. Im grossen und ganzen ist der Verlauf der verschiedenen Mineralneubildungen schwierig festzustellen, da vielfach Umlagerung von bereits entstandenen Kontaktmineralien durch wechselnde Stoffzufuhr angenommen werden muss.

Neben der Bildung von Hornfelsen unmittelbar am Kontakte kann eine weitergehende Beeinflussung des Granodiorits durch Bildung von basischen Produkten, wie Hornblende oder Pyroxen, nicht konstatiert werden. Die *magmatische Differentiation*, die in den mehr randlichen Partien basischere Produkte entstehen liess, scheint von diesen sedimentären Einlagerungen nicht merklich beeinflusst worden zu sein. Dagegen kann die Frage aufgestellt werden, ob nicht das massenhafte Auftreten der sauern Intrusivgänge in unmittelbarer Nähe der Kalkeinlagerungen in einen ursächlichen Zusammenhang mit diesen zu bringen sei oder ob diese Erscheinung nur als zufällig angesehen werden muss.

Mit dem Aussetzen des hellern Granodiorits und nach den letzten Biotitschieferschollen können wir die Assimilationszone von der nun folgenden *Injektionszone* abgrenzen. Neben meist graugrünen, etwas schiefrigen Mischgesteinen, die eine intensive gegenseitige Durchdringung von Sediment und Eruptivgestein und deshalb einen raschen Wechsel in ihrer chemischen Zusammensetzung erkennen lassen, folgen als Abschluss der Injektionszone und damit des Massivs überhaupt:

Kontaktmetamorphe Sandsteine (Kontaktsandsteine).

Nach ihrer konkordanten Lagerung zur Massivoberfläche haben wir diese Gesteine möglicherweise als einen *in situ* verbliebenen Rest der ursprünglichen Sedimentdecke aufzufassen.

Durchschreiten wir die Sandsteinzone von aussen nach innen, so stossen wir direkt nach dem hellgrünlichen *Triasquarzit*band auf ein vom Hangenden wenig verschiedenes Gestein, das wir nach seinem Aussehen als einen *quarz-*

reichen Sandstein bezeichnen können. Neben sphärolithenartigen *Dolomitinfiltrationen* können Stellen mit *braunrotem Glimmer* beobachtet werden, die zusehends stärker hervortreten und sich immer mehr über das Gestein ausbreiten, je mehr wir uns dem eigentlichen Granitmassiv nähern. Auch im Dünnschliff ist der Sandsteincharakter ohne weiteres erkennbar. Erst nesterweise, dann immer stärker über das tonige Bindemittel des ganzen Gesteins sich ausbreitend, setzt mit der Bildung kleiner ovaler Glimmerschüppchen die *Biotitisierung* ein. Bald treten auch die ersten *Turmalinkörner* auf, teils in Adern oder zu Nestern gruppiert oder in die einzelnen Biotitblättchen eingelagert. Sein Auftreten im Biotit kennzeichnet den Turmalin als jüngere Bildung. Sofern der Turmalin als ein Produkt *pneumatolytischer* (postvulkanischer, Tätigkeit aufgefasst werden muss — und die Art seines Auftretens spricht entschieden dafür — so dürfte in diesem Falle auch der Bildung des *Biotits* ein ähnlicher Vorgang zu Grunde gelegen haben. Gleichzeitig mit der « Biotitisierung » des Sandsteinbindemittels runden sich die grösseren Quarzkörner durch Anschluss der überschüssigen Kieselsäure. Nur da, wo an Stelle des Biotits Turmalin tritt, ist diese Erscheinung nicht zu beobachten; die Quarzkörner behalten hier ihre eckigen Formen bei. *Klastische Erscheinungen* treten im Gegensatz zu ihrem häufigen Vorkommen im überliegenden Quarzit stark zurück oder verschwinden. Die *Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse* fehlen charakteristischerweise dem Quarz des Biotitquarzites nahezu ganz. Vereinzelt Stellen dieser Sandsteinzone lassen neben Quarz ausschliesslich Turmalin als weiteren Bestandteil erkennen (*Turmalinquarzit*). Der Turmalin Gehalt solcher Vorkommnisse ist ein ganz auffallend hoher und verbreitet sich in Form blauschwarzer Adern im Gestein, die in ihrem gewundenen Verlauf an *Injektionsfältelung* erinnern. Häufiger noch durchdringt Turmalin das Gestein in einzelnen kleinen Körnern, die es schwarz punktiert erscheinen lassen. Solche besonders turmalinreichen Partien treten indes, in Uebereinstimmung mit ihrer pneumatolytischen Bildung nur ganz sporadisch auf und sind nicht an eine bestimmte Zone gebunden.

Die erwähnten Kontakterscheinungen, die sich vornehmlich auf die Bildung von Biotit und Turmalin im Sandstein beschränken, möchte ich von der eigentlichen Injektionszone abgrenzen und sie der *pneumatolytischen Kontaktfazies* zurechnen.

Mit der Annäherung an die Injektionszone tritt, wohl in-

folge einer *substanziellen Beeinflussung* durch das Eruptivgestein *Feldspat* (Albit-Albitoligoklas) in den Glimmerquarzit ein (*Feldspatglimmerquarzit*).

Die Feldspatkörner sind verhältnismässig gut konserviert, während der Biotit stark in Chloritisierung begriffen ist. Es nimmt die Intensität der Umwandlung vom Rande gegen das Eruptivgestein hin zu, bis im Eruptivgestein der Injektionszone der Glimmer weit vorwiegend in Form gut ausgebildeter, grünlich metallisch glänzender Chloritblättchen vorhanden ist.

Ganz allmählich geht mit zunehmendem Feldspatgehalt das umgewandelte Sedimentgestein in den *Glimmerdiorit* über; eine scharfe Grenze zwischen beiden Gesteinen lässt sich nirgends ziehen.

Die *Mächtigkeit* der Injektionszone beträgt zirka 250 M. gegenüber 100-150 M., die auf die Assimilationszone entfallen. Dabei ist allerdings zu bemerken, dass diese Zahlen nicht ganz der ursprünglichen Ausdehnung beider Zonen entsprechen, da kleinere und grössere Ueberschiebungen sie in unbestimmtem Grade in reduzierendem Sinne beeinflussen. Dagegen lässt das Auftreten der pneumatolytischen Kontaktfazies darauf schliessen, dass eine kontaktmetamorphe Einwirkung des Magmas im Bereich der Kontaktsandsteine kaum oder dann nur in geringem Grade sich über die heutige Massivumrandung hinaus erstreckt haben dürfte. Es mag eine solche Annahme in Anbetracht der Grösse des Massivs auffallend erscheinen. Ganz abgesehen davon, dass die kontaktmetamorphe Einwirkung nicht von der Grösse des Ergusses abhängig ist, erscheint eine solche Auffassung jedoch erklärlich, wenn wir die verhältnismässig grosse Ausdehnung der Injektionszone in Betracht ziehen, in der bereits ein grosser Teil der mineralbildenden Agentien festgelegt wurde. Im weitem muss das injizierte Material stark abkühlend auf das Magma eingewirkt haben. In Uebereinstimmung damit machen wir die Beobachtung, dass selbst die äusserste Zone kontaktmetamorpher Umwandlung, die pneumatolytische Kontaktfazies, in den randlichsten Partien nach aussen hin rasch im Abnehmen begriffen ist. Dass überhaupt die *Umwandlungsfähigkeit des Magmas keine bedeutende* gewesen sein kann, geht auch schon daraus hervor, dass eine im Granit eingeschlossene Sandsteinscholle beinahe unverändert geblieben ist und die obern Teile des Kalkbandes selbst in unmittelbarer Nähe des Tiefengesteins nur geringe Veränderungen erkennen lassen.

Nach dieser kurzen Darstellung der wichtigsten Kontakterscheinungen dieses Gebietes möchte ich noch mit einigen Worten auf dessen *Beziehungen zum übrigen Massiv* eingetreten.

Was in erster Linie auffallen muss, ist neben der geringen Ausdehnung die isolierte Stellung dieser Zone gegenüber dem eigentlichen Gasterenmassiv. Zum Teil lässt sich diese Tatsache aus den eingangs erwähnten örtlichen Verhältnissen erklären (Begrenzung durch Schutt- und Sedimentbedeckung). Diese geben uns aber keine befriedigende Antwort auf die Frage, weshalb auf der ganzen Nord- und Westgrenze des Massivs, selbst nur einige hundert Meter weiter westlich, oberflächlich ein kontaktmetamorph nicht veränderter Gasterengranit in direkte Berührung mit den Sedimenten tritt. Dagegen hat der Lötschbergtunnel in einer Tiefe von zirka 250 M. unter dem Granit des Brandhubels ganz ähnliche Verhältnisse angetroffen (*Glimmerquarzite, Biotitschieferschollen*), wie solche uns aus der Gegend der Kontaktzone am Kanderfirnabsturz bekannt geworden sind. (Vergl. E. HUGI, *Geolog. Quartalbericht der Berneralpenbahngesellschaft B. L. S. Nr. 14 u. 15. Sekt. Kandersteg*).

Die besprochene Kontaktzone findet somit erst in grösserer Tiefe ihre westliche Fortsetzung. Eine Erklärung für diese Tatsache gibt uns die *Verwerfung auf der Südseite* der Kontaktzone. Dort sehen wir nördlich dieser Linie alle Kontaktbildungen und auch die Pegmatit- und Aplitgänge scharf an der Ueberschiebungslinie absetzen, während südlich davon jegliche Spuren sedimentärer Einschlüsse fehlen. Diese Beobachtung berechtigt zum Schlusse, dass in der *Kontaktzone ein Teil der ursprünglichen Randzone* des Gasterenmassivs vorliegt, auf die das übrige Massiv von Süden her hinaufgeschoben erscheint. Das rasche Untertauchen der Kontaktzone im Westen lässt sich durch ein mantelförmiges Anlehnen des überschobenen Granites an den (vielleicht schon primär) höher gelegenen Teil der ursprünglichen Massivumrandung (Kontaktzone beim Kanderfirnabsturz) erklären. Sehr wahrscheinlich dürfte auch der ganze Nordrand des Aarmassivs um einen bedeutend grössern Betrag *nach Norden überschoben* sein, als gewöhnlich angenommen wird.

Was die genetischen Beziehungen des *Gasterengranites zur nördlichen Gneiszone (Innertkirchnergranit)* anbetrifft, so kann neben dem bereits erwähnten gleichgerichteten Streichen der eingelagerten Kontaktschollen in beiden Gebieten noch im besondern auf die Verhältnisse am *Untersteinenberg*

verwiesen werden. Dort finden wir, da, wo der kristalline Kern des Massivs unter der Gletscherbedeckung des Tschingelfirns hervortritt, wiederum den Biotitschieferkontakt vor und zwar in einer Ausbildung, die ganz derjenigen am Kanderfirnabsturz und im Lötschbergtunnel entspricht¹. Das Tiefengestein selbst lässt alle *Uebergänge vom Gasterengranit zum Innertkirchnergranit* erkennen. (Vergl. auch E. HUGI, *Geolog. Quartalbericht der Berneralpenbahngesellschaft B. L. S. Nr. 16. Sekt. Kandersteg.*) Dabei ist charakteristisch, wie ostwärts im Bereich des Innertkirchnergranites der *Pinit* als Umwandlungsprodukt von *Kordierit* eine ganz auffallende Verbreitung erlangt. Dieser ursprüngliche Reichtum an Kordierit entstammt sehr wahrscheinlich der Resorption sedimentären Materials.

Der Innertkirchnergranit muss demnach als die von sedimentärem Material durchtränkte Assimilationszone des nördlichen Gneises (resp. Gasterengranites) bezeichnet werden.

Gasterengranit und nördlicher Gneis sind als einheitlicher Batholit aufzufassen, dessen mise en place unter teilweiser Aufschmelzung und Resorption der bedeckenden Sedimente vor sich gegangen ist. Das Fehlen anderweitiger Kontaktstellen an der heutigen Massivumrandung lässt sich durch Abtragung und durch die Einwirkung späterer Dislokationsvorgänge erklären. Aus letzterem Grunde geben auch die geologischen Untersuchungen keinen Aufschluss über die Art der *primären* Lagerungsform. BALTZERS² Bezeichnung des Gasterenmassivs (mit seiner mutmasslichen Fortsetzung nach Osten) als *multiforme Intrusivmassen*, die er an Stelle seines früher gebrauchten Ausdruckes *Lakkolit* gesetzt wissen möchte, trägt meines Erachtens diesem Punkte zu wenig Rechnung. Ein Einteilungsprinzip für die alpinen Intrusivmassen, das sich auf ihre oberflächliche Erstarrungsform gründet, wird kaum auf die Dauer sich Geltung verschaffen können, da ihre heutige Oberflächengestaltung ausnahmslos, aber in ganz verschiedenem Masse als ein Produkt späterer tektonischer Vorgänge und der Abtragung angesehen werden muss.

Für eine *Altersbestimmung* der Granitintrusion geben die

¹ Die detaillierte petrographische Bearbeitung dieses Kontaktgebietes ist am *geologisch-mineralogischen Institut der Universität Bern* in Angriff genommen worden.

² A. BALTZER, Die intrusive Granit(Protogin)zone des westlichen Aarmassivs. *Eclogæ geol. helv.* Vol. XI, n° 3, S. 280. Déc. 1910.

gemachten Beobachtungen an der Kontaktzone beim Kanderfirnabsturz keine neuen Anhaltspunkte. Weder die Kalkeinschlüsse noch die Schieferschollen oder Kontaktsandsteine enthalten irgend welche Reste fossiler Lebewesen, die für die Lösung dieser Frage ausschlaggebend sein könnten. Die Lagerungsverhältnisse am Gasterenmassiv berechtigen uns nur, *prätriasisches* (*permokarbonisches?*) *Alter der Granit-intrusion* anzunehmen.
